

## ОПТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ И БАЗЫ ДАННЫХ ОПТИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ ОБ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЕ

УДК 551.52

# Модель оценки неравновесного отклика среднеглобальной приповерхностной температуры на изменение концентраций атмосферных аэрозолей и радиационно-активных газов

С.А. Солдатенко, Р.М. Юсупов\*

Санкт-Петербургский институт информатики и автоматизации РАН  
199178, г. Санкт-Петербург, 14-я линия В.О., 39

Поступила в редакцию 19.02.2019 г.

Рассмотрена двухкомпонентная энергобалансовая модель климата (ЭБМ), позволяющая оценивать неравновесный отклик среднеглобальной приповерхностной температуры (т.е. реакцию земной климатической системы) на радиационный форсинг, генерируемый атмосферными аэрозолями и радиационно-активными газами в соответствии с заданными сценариями изменения их содержания в атмосфере. Аналитически получено выражение для импульсной переходной функции ЭБМ. Реакция климатической системы на произвольное внешнее радиационное воздействие вычисляется как свертка двух функций: импульсной переходной функции и функции, описывающей радиационный форсинг. Сравнительный анализ результатов численных расчетов, выполненных для двух идеализированных сценариев радиационного форсинга (ступенчатое и линейно растущее радиационное возмущение), и точного решения, полученного аналитически, демонстрирует достаточно высокую точность метода. С использованием импульсной переходной функции выполнена оценка отклика среднеглобальной приповерхностной температуры в ответ на радиационный форсинг, задаваемый в соответствии с несколькими сценариями увеличения содержания в атмосфере парниковых газов (четыре RCP-сценария) и вулканического аэрозоля (извержение вулкана Пинатубо в 1991 г.). Поскольку рассмотренный в настоящей работе метод оценки отклика климатической системы на радиационный форсинг достаточно точен и малозатратен с вычислительной точки зрения, он может быть использован для экспресс-анализа реакции климатической системы на произвольное радиационное возмущение, генерируемое природным и антропогенным аэрозолем, а также радиационно-активными газами, в том числе парниковыми.

*Ключевые слова:* изменение климата, глобальное потепление, импульсная переходная функция, неравновесный отклик климата, стратосферный аэрозоль; climate change, global warming, impulse response function, transient climate response, stratospheric aerosols.

### Введение

Атмосферный аэрозоль естественного и антропогенного происхождения играет важную роль в формировании радиационного баланса атмосферы, подстилающей поверхности и земной климатической системы (ЗКС) в целом. Будучи дисперсной системой, атмосферный аэрозоль рассеивает и поглощает солнечное и тепловое излучение и, помимо этого, оказывает воздействие на облако- и осадкообразование и радиационные свойства облаков посредством изменения микроструктурных характеристик облачных частиц [1–6]. Наряду с атмосферным аэрозолем на перераспределение потоков радиации в ЗКС существенно влияют различные газовые составляющие атмосферы Земли [7–9].

В контексте проблемы изменения планетарного климата и оценки последствий этого изменения для природы и общества особый интерес представляют те

радиационно-активные аэрозоли и газовые компоненты, концентрации которых в атмосфере заметно варьируют в глобальном масштабе в силу естественных причин (например, в результате извержения вулканов, возникновения пыльных и песчаных бурь, лесных и степных пожаров), а также вследствие антропогенной деятельности. Текущий исторический момент характеризуется устойчивым ростом количества концентраций парниковых газов в атмосфере (углекислого газа ( $\text{CO}_2$ ), метана ( $\text{CH}_4$ ) и закиси азота ( $\text{N}_2\text{O}$ ) [10]), а также существенным изменением состава и содержания аэрозолей, воздействующих на атмосферные радиационные потоки [2, 11]. Считается, что одна из основных причин этих изменений – антропогенное воздействие на ЗКС, которое, в итоге, играет определяющую роль в повышении средней планетарной температуры [12].

Вопрос о том, как реагирует ЗКС на изменение содержания в атмосфере природных и антропогенных аэрозолей и газовых составляющих (ААГ), включая парниковые газы, является предметом многочисленных исследований (см., например, [13–19] и ссылки в них). В последние полтора-два десяти-

\* Сергей Анатольевич Солдатенко (soldatenko@iias.spb.su); Рафаэль Митхатович Юсупов (spiiiran@iias.spb.su).

летия особую остроту данному вопросу придают исследования, связанные с оценкой последствий так называемых геоинженерных проектов, цель которых – стабилизировать приповерхностную температуру на Земле посредством, в частности, введения в стратосферу сульфатных аэрозолей или их предшественников (см., например, [20–25] и ссылки в них).

Для изучения влияния ААГ на состояние ЗКС и ее отдельных компонентов (в первую очередь, атмосферы) используется широкий спектр математических моделей различной степени сложности и детализации, в которых воздействие ААГ на ЗКС количественно характеризуется радиационным возмущением (форсингом), представляющим собой разность планетарного радиационного баланса с учетом рассматриваемого аэрозоля (газа) и без него. Очевидно, что положительный радиационный форсинг приводит к повышению приповерхностной температуры атмосферы, а негативный, напротив, – к ее понижению. К числу факторов, вызывающих положительный радиационный форсинг, относятся хорошо перемешанные парниковые газы, тропосферный озон и углеводородные аэрозольные выбросы. В свою очередь, отрицательный радиационный форсинг продуцируется, например, увеличением содержания в атмосфере различных аэрозолей, содержащих сульфаты, нитраты и органические вещества.

Расчет радиационных воздействий ААГ на состояние ЗКС – задача чрезвычайно сложная, требующая построения моделей образования и трансформации аэрозолей, моделей углеродного цикла, цикла метана, моделей, описывающих химические реакции, протекающие в атмосфере. Возникающая при этом необходимость многократного решения уравнений переноса солнечного и теплового излучения в атмосфере с учетом процессов поглощения, рассеяния и отражения по всему спектру требует значительных вычислительных ресурсов. В связи с этим радиационные эффекты ААГ в математических климатических моделях довольно часто описываются весьма упрощенно с помощью параметризационных схем, степень детализации которых определяется прежде всего целями исследования и сложностью модели ЗКС, используемой для решения поставленной задачи [26–29].

Наиболее точно воздействие ААГ на ЗКС может быть оценено с помощью глобальных климатических моделей, включающих блоки общей циркуляции атмосферы и океана. Между тем удобным и достаточно эффективным средством получения количественных оценок влияния ААГ на состояние ЗКС являются простые климатические модели (например, нульмерные, одномерные или двумерные энергобалансовые модели [30, 31]), в которых радиационный форсинг, обусловленный ААГ, описывается элементарными функциями некоторых детерминирующих параметров. В наиболее простых (однофакторных) схемах параметризации детерминирующим параметром для атмосферного аэрозоля служит оптическая толщина, а для радиационно-активного газа – его концентрация в атмосфере.

Отклик ЗКС на радиационный форсинг, вызванный изменением содержания ААГ в атмосфере согласно заданному сценарию, в простых климатических моделях вычисляется численно или, если это возможно, аналитически. Однако если модель ЗКС является линейной (точнее, линеаризованной относительно некоторого равновесного климатического состояния), т.е. если эволюция ЗКС описывается системой линейных дифференциальных уравнений (ЛДУ), то тогда реакция ЗКС на радиационный форсинг, обусловленный ААГ, может быть оценена с помощью импульсной переходной функции (ИПФ) [32]. При этом, естественно, исключается необходимость решения уравнений модели.

Данный подход нашел свое применение в теории сигналов и теории систем автоматического управления. В климатических исследованиях метод с использованием ИПФ применялся ранее, например, для оценки влияния антропогенного увеличения концентрации  $\text{CO}_2$  на изменение климата нашей планеты (см., [33] и ссылки в этой работе).

Для модели ЗКС, описываемой системой ЛДУ, ИПФ  $h(t)$  вычисляется аналитически или численно при заданных начальных условиях. Тогда реакция ЗКС на внешнее произвольное радиационное воздействие  $F(t)$ , приложенное в момент времени  $t = 0$ , определяется как свертка двух функций – функции, описывающей радиационный форсинг  $F(t)$ , и ИПФ  $h(t)$  [32]:

$$T(t) = (h * F)(t) = \int_0^t h(\tau)F(t - \tau)d\tau, \quad (1)$$

где через  $T$ , для определенности, обозначена глобально осредненная аномалия (отклонение от некоторой нормы) приповерхностной температуры. Отметим, что даже если ИПФ задана аналитически, для вычисления интеграла (1) чаще всего приходится применять численные методы интегрирования, поскольку выполнить интегрирование в общем виде удается не всегда.

Цель данной работы состоит в построении простого, удобного и полезного математического инструмента, позволяющего оценивать реакцию ЗКС на глобальный радиационный форсинг, обусловленный ААГ в соответствии с заданными сценариями изменения их содержания в атмосфере. Нам будет интересно прежде всего неравновесный (переходный) процесс, в течение которого ЗКС, находящаяся в (квази)равновесном состоянии, пытается «приспособиться» к внешнему радиационному форсингу и перейти в новое (квази)равновесное состояние. Отметим, что оценка равновесного отклика ЗКС на внешнее воздействие – значительно более простая задача. Для двухкомпонентной энергобалансовой модели климата (ЭБМ) [34, 35], являющейся ядром предложенного математического аппарата, аналитически получена ИПФ; на ее основе численно рассчитан отклик ЗКС в ответ на радиационный форсинг, задаваемый в соответствии с несколькими сценариями увеличения содержания в атмосфере ААГ.

## Материалы и методы исследований

*Модель климатической системы.* Моделью ЗКС служит двухкомпонентная ЭБМ, состоящая из двух взаимодействующих подсистем, первая из которых включает в себя атмосферу и верхний перемешанный слой океана («быстрая» подсистема), вторая – глубокие слои океана («медленная» подсистема). Переменной состояния «быстрой» подсистемы является аномалия среднглобальной приповерхностной температуры  $T$ , а переменной состояния «медленной» подсистемы – аномалия глобально осредненной температуры глубоких слоев океана  $T_D$ . Эволюционные уравнения модели имеют вид [34, 35]:

$$C \frac{dT}{dt} = -\lambda T - \gamma(T - T_D) + F, \quad (2)$$

$$C_D \frac{dT_D}{dt} = \gamma(T - T_D), \quad (3)$$

$C$  и  $C_D$  – эффективные теплоемкости «быстрой» и «медленной» подсистем (характеризуют их тепловую инерцию [36]);  $\lambda$  – параметр климатической обратной связи;  $\gamma$  – параметр, описывающий поглощение тепла глубинными слоями океана.

В [37] на основе специально разработанной процедуры калибровки ЭБМ, примененной к результатам глобального моделирования в рамках Проекта по взаимному сравнению совместных моделей (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 – CMIP5) [38], были получены следующие средние значения параметров модели (2)–(3):  $C = 7,34 \text{ Вт} \cdot \text{год}/(\text{м}^2 \cdot \text{К})$ ;  $C_D = 105,5 \text{ Вт} \cdot \text{год}/(\text{м}^2 \cdot \text{К})$ ;  $\lambda = 1,13 \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{К})$ ;  $\gamma = 0,7 \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{К})$ . Эти величины используются нами при проведении расчетов. Из уравнений (2) и (3) следует, что равновесный отклик ЗКС на радиационный форсинг  $F$  определяется выражением  $T_{\text{eq}} = T_{\text{eq},D} = F/\lambda$ . Нас же интересует поведение системы во время перехода из одного состояния термодинамического равновесия в другое под влиянием внешнего радиационного воздействия  $F$ . Важно подчеркнуть, что в рассматриваемой ЭБМ форсинг характеризует суммарный эффект ААГ на планетарный радиационный баланс. Из (2) и (3) путем несложных преобразований можно получить уравнение вынужденных затухающих колебаний

$$\frac{dT_D^2}{dt^2} + 2\beta \frac{dT_D}{dt} + \omega_0^2 T_D = \frac{\gamma}{CC_D} F, \quad (4)$$

где  $\beta = [\gamma C + (\lambda + \gamma)C_D]/(2CC_D)$  – постоянная затухания;  $\omega_0 = \sqrt{\lambda\gamma/CC_D}$  – собственная частота свободных колебаний.

Реакция климатической системы, описываемой уравнениями (2) и (3), на внешние воздействия характеризуется временами релаксации «быстрой»  $\tau_f$  и «медленной»  $\tau_s$  подсистем. Можно показать, что

$$\tau_f = \frac{\beta - \sqrt{\beta^2 - \omega_0^2}}{\omega_0^2}, \quad \tau_s = \frac{\beta + \sqrt{\beta^2 - \omega_0^2}}{\omega_0^2}. \quad (5)$$

Для значений параметров, используемых в расчетах, получаем следующие оценки:  $\tau_f \approx 3,9$ ;  $\tau_s \approx 240$ , где за единицу времени взят год.

*Импульсная переходная функция.* ИПФ (импульсная характеристика) динамической системы  $h(t)$  описывает ее реакцию на внешнее воздействие, заданное в виде дельта-функции Дирака  $\delta(t)$  при нулевых начальных условиях. Существует несколько методов нахождения ИПФ. Один из них основывается на применении обратного преобразования Лапласа к передаточной функции системы. Если  $H(p)$  – передаточная функция, где  $p$  – комплексная переменная (оператор передаточной функции), то тогда  $h(t) = L^{-1}\{H(p)\}$ ,  $L$  – символ оператора Лапласа.

Таким образом, чтобы определить ИПФ системы, описываемой уравнениями (2) и (3), нам необходимо найти ее передаточную функцию. Передаточная функция по возмущающему воздействию представляет собой отношение прямого преобразования Лапласа выходной величины (в нашем случае аномалии  $T$ ) к прямому преобразованию Лапласа внешнего возмущения  $F$  при нулевых начальных условиях. Применяя преобразование Лапласа к системе уравнений (2)–(3) при нулевых начальных условиях и при единичном импульсном возмущающем воздействии  $F(t) = \delta(t)$ , мы получим следующее выражение для передаточной функции:

$$H(p) = \frac{\gamma + C_D p}{CC_D p^2 + [C\gamma + C_D(\lambda + \gamma)]p + \lambda\gamma}. \quad (6)$$

Функция  $H(p)$  характеризует динамические свойства системы, не зависит от внешнего воздействия и полностью определяется параметрами системы. Далее, применяя к  $H(p)$  обратное преобразование Лапласа, мы находим ИПФ:

$$h(t) = L^{-1}\{H(p)\} = \frac{1}{2\pi i} \int_{\sigma - i\infty}^{\sigma + i\infty} H(p) e^{pt} dp = \sum_{j=1}^2 \text{Res} H(p) e^{pt} \Big|_{p=p_j}. \quad (7)$$

Здесь  $p_j$  – полюсы передаточной функции (корни полинома в знаменателе передаточной функции). Заметим, что интегрирование в (7) производится вдоль прямой  $\text{Re} p = \sigma$ ,  $\sigma > p_j$  ( $j = 1, 2$ ) ( $\sigma$  – координата на оси действительных чисел, используемая для вычисления контурного интеграла). Очевидно, что передаточная функция (6) имеет два простых (не кратных) полюса. Вычеты в таких полюсах вычисляются по следующей простой формуле [32]:

$$\text{Res} H(p) e^{pt} \Big|_{p=p_j} = \lim_{p \rightarrow p_j} (p - p_j) H(p) e^{pt}. \quad (8)$$

Применяя к передаточной функции (6) преобразование (7), получаем выражение для ИПФ

$$h(t) = \frac{\tau_f \tau_s}{C(\tau_s - \tau_f)} \left[ \left( \frac{\gamma}{C_D} - \frac{1}{\tau_s} \right) e^{-t/\tau_s} - \left( \frac{\gamma}{C_D} - \frac{1}{\tau_f} \right) e^{-t/\tau_f} \right]. \quad (9)$$

С учетом того, что  $\tau_s \gg \tau_f$ , формула (9) заметно упрощается:

$$h(t) \approx \underbrace{\frac{1}{C} e^{-t/\tau_f}}_{h_f(t)} + \underbrace{\frac{\tau_f}{C} \left( \frac{\gamma}{C_D} - \frac{1}{\tau_s} \right) e^{-t/\tau_s}}_{h_s(t)}, \quad (10)$$

где  $h_f(t)$  — «быстрая» мода;  $h_s(t)$  — «медленная» мода.

Реакция «быстрой» подсистемы на внешнее воздействие характеризуется первым слагаемым в (10):  $h_f(t) = (1/C)e^{-t/\tau_f}$ . По своему виду  $h_f(t)$  совпадает с ИПФ однослойной ЭБМ нулевой размерности, уравнение которой записывается следующим образом:

$$C \frac{dT}{dt} = -\lambda T + F. \quad (11)$$

Отвечающая этой модели ИПФ имеет вид  $h_f(t) = (1/C)e^{-t/\tau_1}$ , где  $\tau_1$  — время релаксации системы (11). При выбранных значениях параметров  $\tau_1 = C/\lambda \approx 6,5$  лет, т.е.  $\tau_f < \tau_1$ . Графики функций  $h(t)$ ,  $h_f(t)$  и  $h_s(t)$  приведены на рис. 1. Можно заметить, что на начальном этапе переходного периода длительностью  $\sim 20$  лет первое слагаемое  $h_f(t)$  в (10) является доминирующим. Второе слагаемое  $h_s(t)$ , по сравнению с первым слагаемым  $h_f(t)$ , очень мало (графики функций  $h(t)$  и  $h_f(t)$  практически совпадают). На более позднем этапе переходного периода ( $t > 20$  лет) роль «медленной» моды усиливается, однако в абсолютном выражении остается малой.

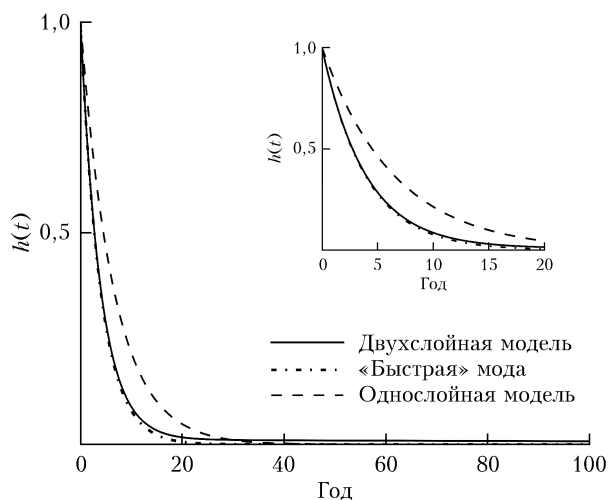


Рис. 1. Нормированная импульсная переходная функция двухслойной и однослойной моделей и «быстрой» моды двухслойной модели

*Параметризация радиационного форсинга.* В рассматриваемой ЭБМ (как и во многих других моделях аналогичного класса) мерой внешнего радиационного воздействия на ЗКС служит изменение планетарного радиационного баланса на верхней границе атмосферы. Чтобы оценить отклик ЗКС на изменение содержания ААГ в атмосфере с помощью ЭБМ (2)–(3), нам необходимо знать закон, по которому меняется радиационный форсинг  $F(t)$  со вре-

менем. Форсинг  $F(t)$  ассоциируется с радиационным возмущением, «прикладываемым» к «быстрой» подсистеме модели (2)–(3), т.е. с изменением радиационного баланса на верхней границе атмосферы. Как уже отмечалось выше, расчет  $F(t)$  представляет собой достаточно сложную задачу, выходящую за рамки настоящего исследования. Поэтому рассмотрим вкратце некоторые относительно простые варианты задания  $F(t)$ .

Закон изменения со временем радиационного форсинга может быть задан, например, таблично в соответствии с «Репрезентативными траекториями концентраций» (RCP-сценарии) [39, 40], одобренными Межправительственной группой экспертов по изменению климата (МГЭИК), или другими экспериментальными и модельными данными, которых существует достаточно большое количество (см., например, [41–43] и ссылки в них). Также радиационный форсинг как функция времени может быть задан аналитически. Однако и в том и в другом случае надо иметь в виду, что рассматриваемая ЭБМ предназначена для воспроизведения эволюции среднегодовой глобально осредненной аномалии приповерхностной температуры  $T$ , поскольку имеет нулевую пространственную размерность. Соответственно радиационный форсинг  $F(t)$  должен быть задан с дискретностью один год. Данное обстоятельство накладывает определенные ограничения на возможное применение рассматриваемой модели в задачах оценки отклика ЗКС на аэрозольный форсинг.

Известно [44], что время пребывания мелкодисперсного аэрозоля в стратосфере составляет 1–3 года, а время жизни тропосферных аэрозолей — обычно несколько суток. Следовательно, предложенную модель целесообразно использовать для оценки климатических эффектов стратосферного аэрозоля (например, в задачах геоинженерного проектирования или в оценке последствий мощных вулканических извержений). Однако сам подход к оценке реакции ЗКС на аэрозольный радиационный форсинг остается в силе и для тропосферного аэрозоля, но для его применения требуется подходящая модель системы «атмосфера–океан». Для моделирования среднемесячных значений  $T$  с учетом сезонного хода притока солнечной радиации к ЗКС модель (2)–(3) необходимо обобщить, представив  $T$  и  $T_D$  как функции не только времени, но и широты. В этом случае мы получим двухкомпонентную ЭБМ типа Будыко–Селлерса [30], которой будет посвящено отдельное исследование.

В некоторых задачах возникает необходимость рассмотрения гипотетических сценариев изменения содержания в атмосфере ААГ и оценки воздействия этих изменений на ЗКС. В этом случае форсинг  $F(t)$  может быть задан аналитически. В частности, можно воспользоваться простыми однофакторными схемами параметризации, представляющими собой эмпирические соотношения, связывающие радиационный форсинг и некоторый определяющий (детерминирующий) параметр, характеризующий ААГ. Например, для расчета радиационного форсинга, обусловленного увеличением в атмосфере содержания  $\text{CO}_2$ ,

определяющим параметром является концентрация  $\text{CO}_2$  в атмосфере, и можно записать [45, 46]:

$$F_{\text{CO}_2}(t) = \kappa \ln \left[ \frac{C_{\text{CO}_2}(t)}{C_{\text{CO}_2}(0)} \right], \quad (12)$$

где  $\kappa$  — эмпирический коэффициент,  $\text{Вт}/\text{м}^2$ ;  $C_{\text{CO}_2}(t)$  — концентрация  $\text{CO}_2$  в момент времени  $t$ ;  $C_{\text{CO}_2}(0)$  — концентрация  $\text{CO}_2$  в некоторый начальный момент времени. Характерное значение параметра  $\kappa$  составляет  $5,35 \text{ Вт}/\text{м}^2$  [45, 46].

В однофакторных схемах параметризации радиационных эффектов стратосферного аэрозоля в качестве определяющего параметра используется аэрозольная оптическая толщина с учетом свойств частиц аэрозоля рассеивать и/или поглощать солнечное излучение. Так, в [47] для параметризации радиационного форсинга, обусловленного стратосферным сульфатным аэрозолем, который является рассеивающей средой в видимой части спектра и слабо поглощающей средой в инфракрасном диапазоне, применяется следующее простое эмпирическое соотношение

$$F_A(t) = -\mu \tau_A \quad (13)$$

( $\tau_A$  — оптическая толщина аэрозольного слоя;  $\mu \approx 25 \text{ Вт}/\text{м}^2$  — эмпирический параметр [47, 48]). Данная параметризация использовалась нами ранее при решении задач проектирования оптимальных систем управления климатом Земли [24, 25].

## Результаты исследования и их обсуждение

Оценка точности рассмотренного в статье метода выполнялась для двух идеализированных сценариев радиационного воздействия на ЗКС.

Первый сценарий — ступенчатое воздействие, которое мгновенно возрастает от нуля до значения  $F_{4x}$  и далее остается постоянным. Здесь  $F_{4x}$  — радиационный форсинг, соответствующий мгновенному учетверению концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере. Таким образом, для первого сценария

$$F(t) = \begin{cases} 0 & \text{при } t < 0, \\ F_{4x} & \text{при } t \geq 0. \end{cases} \quad (14)$$

Величина  $F_{4x}$ , рассчитанная с помощью формулы (12), равна  $7,4 \text{ Вт}/\text{м}^2$ , что является характерным значением этого параметра [37].

Второй сценарий — увеличение содержания  $\text{CO}_2$  на 1% в год (1pct $\text{CO}_2$ -сценарий). Радиационный форсинг, соответствующий этому сценарию, обозначим через  $F_{1\text{pctCO}_2}$ . Для его расчета определим сначала время  $t_{2x}$ , за которое радиационный форсинг удваивается. Оно находится в результате решения простого уравнения  $1,01^{t_{2x}} = 2$  и составляет  $\sim 70$  лет. Тогда скорость увеличения форсинга  $F_{1\text{pctCO}_2}$  составит  $\eta = F_{2x}/t_{2x} \approx 5,3 \cdot 10^{-2} \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{год})$ . Следовательно, для второго сценария

$$F_{1\text{pctCO}_2}(t) = \eta t. \quad (15)$$

Заметим, что оба сценария применяются при тестировании не только простых климатических моделей, но и совместных моделей общей циркуляции атмосферы и океана (СМОЦАО) [38].

Реакция среднелобальной приповерхностной температуры на радиационный форсинг, соответствующий двум вышеописанным сценариям, рассчитывалась численно по формуле (1), в которой ИПФ определялась согласно выражению (9). Вычисленная таким образом аномалия  $T(t)$  сравнивалась с точным (аналитическим) решением системы уравнений (2)–(3). Для форсинга, заданного ступенчатой функцией (14), аналитическое выражение для  $T(t)$  имеет вид

$$T(t) = T_{\text{eq}} (1 - \alpha_f e^{-t/\tau_f} - \alpha_s e^{-t/\tau_s}). \quad (16)$$

Здесь  $\alpha_f$  и  $\alpha_s$  — функции параметров модели (не выписываем их ввиду громоздкости). Напомним, что  $T_{\text{eq}}$  является равновесным откликом ЗКС на радиационный форсинг  $F_{4x}$ .

Для линейного форсинга (15) аналитическое выражение для  $T(t)$  записывается как

$$T(t) = \zeta_f e^{-t/\tau_f} + \zeta_s e^{-t/\tau_s} + \eta t + \chi, \quad (17)$$

$\zeta_f$ ,  $\zeta_s$ ,  $\eta$ ,  $\chi$  — функции параметров модели, которые мы также здесь не выписываем.

На рис. 2 представлены точные решения для ступенчатого и линейного форсинга на временном интервале от 0 до 140 лет. Конечное время  $t_f = 140$  лет выбрано не случайно, поскольку, согласно (15), именно за это время для сценария 1pct $\text{CO}_2$  содержание  $\text{CO}_2$  в атмосфере увеличивается в 4 раза. Заметим, что реакция СМОЦАО на ступенчатый и линейный форсинг также оценивалась на временном интервале  $0 \leq t \leq 140$  [38]. Как следует из анализа рис. 2, решения, полученные численно с использованием ИПФ, практически совпадают с соответствующими точными решениями, полученными аналитически: относительная погрешность как для ступенчатого, так и для линейно растущего форсинга

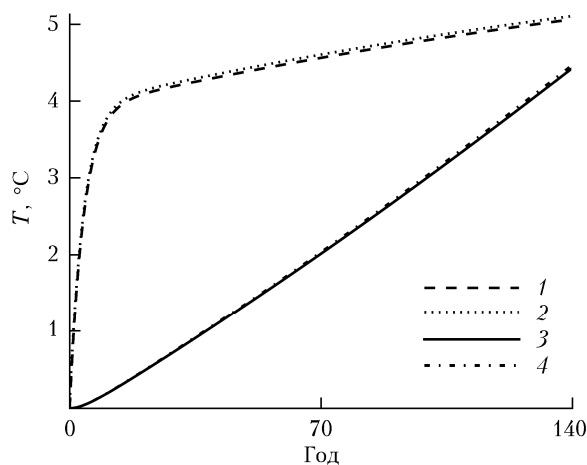


Рис. 2. Реакция двухслойной модели на два идеализированных сценария радиационного воздействия на климатическую систему: 1, 2 — точное и численное решение (ступенчатый форсинг); 3, 4 — точное и численное решение (линейно растущий форсинг)

составляет ~1%. Таким образом, рассмотренный метод оценки отклика ЗКС на радиационный форсинг достаточно точен и позволяет проводить экспресс-анализ реакции ЗКС на произвольное радиационное возмущение.

На рис. 3 показаны графики ожидаемого в XXI в. повышения среднеглобальной приповерхностной температуры воздуха, рассчитанной с помощью соотношения (1) для всех RCP-сценариев. За точку отсчета принят 2000 г. Полученные результаты численных расчетов  $T(t)$  хорошо согласуются с данными, приведенными в Пятом оценочном докладе МГЭИК [49], согласно которому вероятная величина увеличения  $T$  в течение XXI в. составит 2,6–4,8 °C для сценария максимальной эмиссии (RCP8.5) и 0,3–1,7 °C для минимального сценария эмиссии (RCP2.6). Рассчитанные с помощью ИПФ значения температурных аномалий в 2100 г. приведены в таблице. Как видно, для сценариев RCP8.5 и RCP2.6  $T = 0,36$  и 3,92 °C, что вполне согласуется с оценками [49].

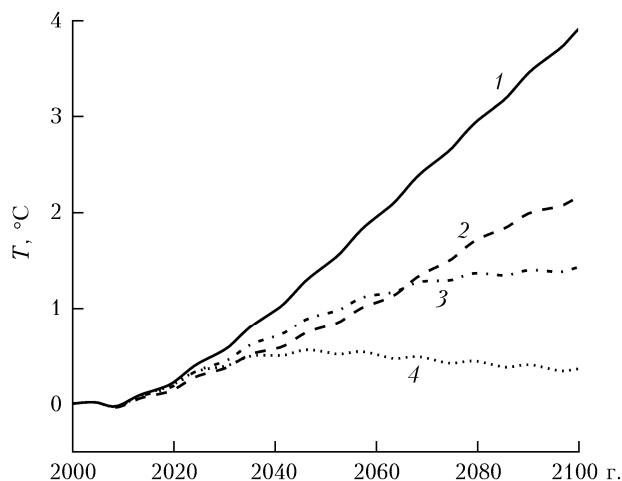


Рис. 3. Реакция двухслойной модели на форсинг, заданный согласно RCP-сценариям: 1 – RCP8.5; 2 – RCP6.0; 3 – RCP4.5; 4 – RCP2.6

**Аномалии среднеглобальной приповерхностной температуры в 2100 г., рассчитанные для различных RCP-сценариев**

Сценарий	RCP8.5	RCP6.0	RCP4.5	RCP2.6
$T$ , °C	3,92	2,17	1,42	0,36

Рис. 4 дает представление о реакции ЗКС на радиационный форсинг аэрозоля, выброс которого в стратосферу произошел в результате извержения вулкана Пинатубо в июне 1991 г., вошедшего в историю нашей планеты как второе по мощности в XX в. после Аляскинского извержения 1912 г. (вулкан Новавулпа). Стратосферный выброс вулкана Пинатубо оценивается в 15–20 Мт диоксида серы [48, 50]. Вулканическое аэрозольное облако в течение года распространилось по всему земному шару и в 1992–1993 гг. вызвало понижение среднеглобальной приповерхностной температуры примерно на 0,4–0,5 °C [51].

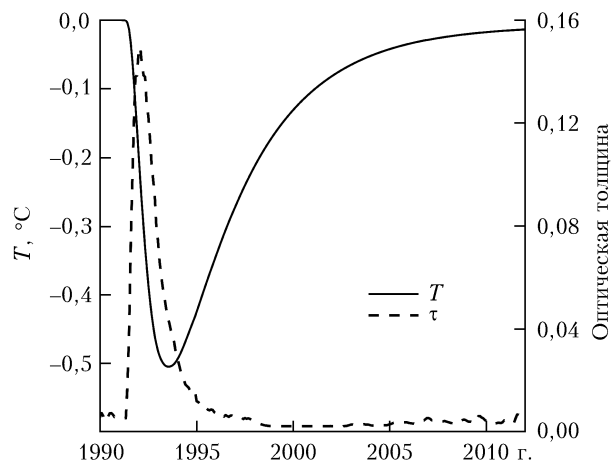


Рис. 4. Реакция двухслойной модели на стратосферный аэрозольный форсинг

Для расчета радиационного форсинга аэрозоля, образовавшегося в результате извержения Пинатубо, мы воспользовались данными об оптической толщине стратосферного аэрозоля, осредненной по всей территории земного шара [52]. Для выделения чисто вулканического сигнала фоновый стратосферный аэрозоль был исключен из рассмотрения (оптическая толщина фонового стратосферного аэрозоля составляла ~0,005 [52]). Расчет радиационного форсинга осуществлялся по формуле (13). Согласно рис. 4, отклик ЗКС, рассчитанный по методике, изложенной в настоящей статье, составляет ~0,5 °C. Этот минимум достигается спустя примерно полтора года после извержения вулкана, что находится в согласии с данными наблюдений.

## Заключение

В работе рассмотрен метод оценки неравновесного отклика климатической системы Земли на радиационный форсинг, вызванный атмосферными аэрозолями и радиационно-активными газами, с использованием импульсной переходной функции двухслойной энергобалансовой модели климата. Обсуждаемый метод, как показано в настоящей статье, позволяет достаточно просто, но в то же время с вполне приемлемой точностью оценить реакцию климатической системы на внешнее радиационное произвольное возмущение. Иллюстрация метода выполнена для радиационного форсинга, задаваемого в соответствии с несколькими сценариями увеличения содержания в атмосфере радиационно-активных газов и аэрозоля. В частности, получены оценки отклика среднеглобальной приповерхностной температуры на радиационный форсинг, определяемый в соответствии с RCP-сценариями изменения концентраций ААГ. Подчеркнем, что RCP-сценарии учитывают как природные, так и антропогенные факторы изменения содержания ААГ в атмосфере. Также нами выполнена оценка отклика климатической системы на радиационное возмущение, создаваемое вулканическим стратосферным аэрозолем. В качестве примера было выбрано извержение вулкана Пинатубо в июне 1991 г.

Результаты, полученные численно, достаточно хорошо согласуются с результатами ранее выполненных работ (см., например, [12, 13, 15, 33, 37, 46, 49, 51]). Поскольку рассмотренный в настоящей статье метод оценки отклика климатической системы на радиационный форсинг достаточно точен и мало затратен с вычислительной точки зрения, он может служить инструментом экспресс-анализа реакции климатической системы на произвольное радиационное возмущение, обусловленное природными и антропогенными аэрозолями, а также радиационно-активными газами, включая парниковые.

1. Кабанов М.В., Зуев В.Е. Оптика атмосферного аэрозоля. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 256 с.
2. Гинзбург А.С., Губанова Д.П., Минашкин В.М. Влияние естественных и антропогенных аэрозолей на глобальный и региональный климат // Рос. хим. журн. 2008. Т. LII, № 5. С. 112–119.
3. Ивлев Л.С. Аэрозоли и глобальные изменения климата // Регион. экол. 2011. № 3–4(32). С. 83–93.
4. Myhre G., Myhre C.E.L., Samset B.H., Storelvmo T. Aerosols and their relation to global climate and climate sensitivity // Nature Education Knowledge. 2013. V. 4(5), N 7. URL: <https://www.nature.com/scitable/knowledge/library/aerosols-and-their-relation-to-global-climate-102215345> (last access: 19.12.2018).
5. Boucher O. Atmospheric aerosols: Properties and climate impacts. Dordrecht: Springer-Verlag, 2015. 311 p.
6. Smith S.J., Bond T.C. Two hundred fifty years of aerosols and climate: The end of the age of aerosols // Atmos. Chem. Phys. 2014. V. 14, N 2. P. 537–549.
7. Переведенцев Ю.П. Теория климата. Казань: Казан. гос. ун-т, 2009. 504 с.
8. Логинов В.Ф. Радиационные факторы и доказательная база современных изменений климата. Минск: Белорусская Наука, 2012. 266 с.
9. Дымников В.П., Лыкосов В.Н., Володин Е.М. Моделирование климата и его изменений // Вестн. РАН. 2012. Т. 82, № 3. С. 227–236.
10. Ritchie H., Roser M. CO<sub>2</sub> and other Greenhouse Gas Emissions [Electronic resource]. URL: <https://ourworldindata.org/co2-and-other-greenhouse-gas-emissions> (last access: 29.12.2018).
11. Isaksen I.S.A., Granier C., Myhre G., Bernsten T.K., Dalsoren S.B., Gauss M., Klimont Z., Benestad R., Bousquet P., Collins W., Cox T., Eyring V., Fowler D., Fuzzi S., Jockel P., Laj P., Lohmann U., Maione M., Monks P., Prevoot A.S.H., Raes F., Richter A., Rognnerud B., Schulz M., Shindell D., Stevenson D., Storelvmo T., Wang W.C., van Weele M., Wild M., Wuebbles D. Atmospheric composition change: Climate-chemistry interactions // Atmos. Environ. 2009. V. 43, N 33. P. 5138–5192.
12. IPCC 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of working group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels A. Xia, V. Bex, P.M. Midgley (eds.). Cambridge, New York: Cambridge University Press, 2013. 1535 p.
13. Yoshimori M., Watanabe M., Shiogama H., Oka A., Abe-Ouchi, Ohgaito R., Kamae Y. A review of progress towards understanding the transient global mean surface temperature response to radiative perturbation // Progress in Earth and Planetary Science. 2016. V. 3(21). 14 p.
14. Pincus R., Forster P.M., Stevens B. The radiative forcing model intercomparison project (RFMIP): Experimental protocol for CMIP6 // Geosci. Model Dev. 2016. V. 9. P. 3447–3460.
15. Risbey J.S., Grose M.R., Monselesan D.P., O’Kane T.J., Lewandowsky S. Transient response of the global mean warming rate and its spatial variation // Weather and Climate Extremes. 2017. V. 18. P. 55–64.
16. Taylor K.E., Crucifix M., Braconnot P., Hewitt C.D., Doutriaux C., Broccoli A.J., Mitchell J.F.B., Webb M.J. Estimating shortwave radiative forcing and response in climate models // J. Clim. 2007. V. 30. P. 2530–2543.
17. Gritsun A.S., Branstator G., Dymnikov V.P. Construction of the linear response operator of an atmospheric general circulation model to small external forcing // Russ. J. Numer. Anal. Math. Model. 2002. V. 17. P. 399–416.
18. Westervelt D.M., Horowitz L.W., Naik V., Golaz J.-C., Mauzerall D.L. Radiative forcing and climate response to projected 21st century aerosol decreases // Atmos. Chem. Phys. 2015. V. 15. P. 12681–12703.
19. Cheridan R., Quaas J., Salzmann M., Tomassini L. Black carbon indirect radiative effects in a climate model // Tellus B. 2017. V. 69, iss. 1. P. 1369342.
20. MacMartin D.G., Ricke K.L., Keith D.W. Solar geoengineering as part of an overall strategy for meeting the 1.5 °C Paris target // Phil. Trans. Roy. Soc. A. 2018. V. 376. 20160454.
21. Irvine P.J., Kravitz B., Lawrence M.G., Muri H. An overview of the Earth system science of solar geoengineering // WIREs Clim. Change. 2016. V. 7. P. 815–833.
22. Izrael Yu.A., Volodin E.M., Kostykin S.V., Revokato A.P., Ryaboshapko A.G. The ability of stratospheric climate engineering in stabilizing global mean temperatures and an assessment of possible side effects // Atmos. Sci. Lett. 2014. V. 15. P. 140–148.
23. Kravitz B., Robock A., Tilmes S., Boucher O., English J. M., Irvine P.J., Jones A., Lawrence M.G., MacCracken M., Muri H., Moore J.C., Niemeier U., Phipps S.J., Sillmann J., Storelvmo T., Wang H., Watanabe S. The Geoengineering Model Intercomparison Project Phase 6 (GeoMIP6): Simulation design and preliminary results // Geosci. Model Dev. 2015. V. 8. P. 2279–2292.
24. Солдатенко С.А., Юсупов Р.М. Оптимальное управление процессом применения искусственных сульфатных аэрозолей для смягчения глобального потепления // Оптика атмосф. и океана. 2018. Т. 31, № 10. С. 821–828; Солдатенко С.А., Юсупов Р.М. Optimal control of artificial sulfate aerosols usage to mitigate global warming // Atmos. Ocean. Opt. 2019. V. 32, N 1. P. 55–63.
25. Солдатенко С.А., Юсупов Р.М. Оптимальное управление аэрозольными эмиссиями в стратосферу для стабилизации климата Земли // Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана. 2018. Т. 54, № 5. С. 566–574.
26. Кондратьев К.Я. Аэрозоль и климат: современное состояние и перспективы разработок. 3. Аэрозольное радиационное возмущающее воздействие // Оптика атмосф. и океана. 2006. Т. 19, № 7. С. 565–575.
27. Володин Е.М. Представление потоков тепла, влаги и импульса в климатической модели. Радиационные потоки // Фундам. и прикл. климатол. 2017. Т. 3. С. 5–15.
28. Zhang Z., Moore J.C. Mathematical and physical fundamentals of climate change. Boston: Elsevier, 2014. 494 p.
29. Stensrud D.J. Parameterization Schemes: Keys to understanding numerical weather prediction models. Cambridge: Cambridge University Press, 2007. 459 p.
30. Будыко М.И. Изменения климата. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 280 с.

31. North G.R., Kim K.-Y. Energy balance climate model. Weinheim: Wiley-VCH, 2017. 369 p.
32. Коновалов Г.Ф. Радиоавтоматика. М.: Высш. шк., 1990. 335 с.
33. Rypdal K. Global warming projections derived from an observation-based minimal model // *Earth System Dynamics*. 2016. V. 7. P. 51–70.
34. Gregory J.M. Vertical heat transport in the ocean and their effect on time-dependent climate change // *Clim. Dyn.* 2000. V. 16. P. 501–515.
35. Held I.M., Winton M., Takahashi K., Delworth T., Zeng F., Vallis G.K. Probing the fast and slow components of global warming by returning abruptly to preindustrial forcing // *J. Clim.* 2010. V. 23. P. 2418–2427.
36. Trenberth K.E. Climate system modelling. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. 788 p.
37. Geoffroy O., Saint-Martin D., Olivie D.J.L., Voldoire A., Bellon G., Tytca S. Transient climate response in a two-layer energy-balance model. Part I: Analytical solution and parameter calibration using CMIP5 AOGCM experiments // *J. Clim.* 2012. V. 26. P. 1841–1857.
38. Taylor K.E., Stouffer R.J., Meehl G.A. An overview of CMIP5 and the experiment design // *Bull. Am. Meteor. Soc.* 2011. V. 93. P. 485–498.
39. Meinshausen M., Smith S.J., Calvin K., Daniel J. S., Kainuma M.L.T., Lamarque J.-F., Matsumoto K., Montzka S.A., Raper S.C.B., Riahi K., Thomson A., Velde G.J.M., van Vuuren D.P.P. The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300 // *Clim. Change*. 2011. V. 109. P. 213–241.
40. Riahi K., Grubler A., Nakicenovic N. Scenarios of long-term socio-economic and environmental development under climate stabilization // *Technol. Forecast. Soc. Change*. 2007. V. 74, N 7. P. 887–935.
41. Schneider L., Smerdon J.E., Pretis F., Hartl-Meier C., Esper J. A new archive of large volcanic events over the past millennium derived from reconstructed summer temperatures // *Environ. Res. Lett.* 2017. V. 12. P. 094005.
42. Arfeuille F., Weinsenstein D., Mack H., Rozanov E., Peter T., Brönnimann S. Volcanic forcing for climate modelling: A new microphysics-based data set covering years 1600–present // *Clim. Past*. 2014. V. 10. P. 359–375.
43. Kinne S., O'Donnell D., Stier P., Kloster S., Zhang K., Schmidt H., Rast S., Giorgetta M., Eck T.F., Stevens B. MAC-v1: A new global aerosol climatology for climate studies // *J. Adv. Model. Earth Syst.* 2013. V. 5. P. 704–740.
44. Ивлев Л.С., Довгалюк Ю.А. Физика атмосферных аэрозольных систем. СПб.: НИИХ СПбГУ, 1999. 194 с.
45. Myhre G., Highwood E.J., Shine K.P., Stordal F. New estimates of radiative forcing due to well mixed greenhouse gases // *Geophys. Res. Lett.* 1998. V. 25. P. 2715–2718.
46. Myhre G.D., Shindell F.-M., Bréon W., Collins W., Fuglested L., Huang J., Lamarque J.-F., Lee D., Mendoza B., Nakajima T., Robock A., Stephens G., Takemura T., Zhang H. Anthropogenic and natural radiative forcing // *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, United Kingdom, New York: Cambridge University Press, 2013. P. 659–740.
47. Hansen J., Sato M., Ruedy R., Nazarenko L., Lacis A., Schmidt G.A., Russell G., Aleinov I., Bauer M., Bauer S., Bell N., Cairns B., Canuto V., Chandler M., Cheng Y., Del Genio A., Faluvegi G., Fleming E., Friend A., Hall T., Jackman C., Kelley M., Kiang N., Koch D., Lean J., Lerner J., Lo K., Menon S., Miller R., Minnis P., Novakov T., Oinas V., Perlwitz Ja., Perlwitz Ju., Rind D., Romanou A., Shindell D., Stone P., Sun S., Tausnev N., Thresher D., Wielicki B., Wong T., Yao M., Zhang S. Efficacy of climate forcing // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. D18104. 45 p.
48. Sato M., Hansen J.E., McCormick M.P., Pollack J.B. Stratospheric aerosol optical depth, 1850–1990 // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. P. 22987–22994.
49. Summary for Policymakers // *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, United Kingdom, New York: Cambridge University Press, 2013. 28 p.
50. Ward P. Sulfur dioxide initiates global climate change in four ways // *Thin Solid Films*. 2009. V. 517. P. 3188–3203.
51. Parker D.E., Wilson H., Jones P.D., Christy J.R., Folland C.K. The impact of Mount Pinatubo on worldwide temperatures // *Int. J. Climatol.* 1996. V. 16. P. 487–497.
52. Grieser J., Schönwiese C.-D. Parameterization of spatio-temporal patterns of volcanic aerosol induced stratospheric optical depth and its climate radiative forcing // *Atmosfera*. 1999. V. 12. P. 111–133.

**S.A. Soldatenko, R.M. Yusupov. Model for estimating the transient response of the global mean surface temperature to changes in the concentrations of atmospheric aerosols and radiatively-active gases.**

A two-component energy-balance climate model (EBM) is considered, which allows estimating the transient response of the global mean surface temperature (i.e. the Earth climate system response) to radiative forcing due to atmospheric aerosols and radiatively-active gases in accordance with the specified scenarios of their atmospheric content. An expression for the impulse response function of EBM is analytically derived. The response of the climate system to arbitrary external radiative forcing is calculated as a convolution of two functions – an impulse response function and a function describing the radiative forcing. The comparative analysis of the results of numerical calculations performed for two idealized scenarios of radiative forcing (step-function and linearly increasing radiative perturbation) and the exact solution obtained analytically demonstrates a fairly high accuracy of the method. Using the impulse response function, the response of the global mean surface temperature was estimated to radiation forcing given in accordance with several scenarios of an increase in the concentrations of atmospheric greenhouse gases (four scenarios of the RCP family) and volcanic aerosol (eruption of the Pinatubo volcano in 1991). Since the method for estimating the transient climate response to radiative forcing, considered in this work, is quite accurate and computationally inexpensive, it can be used as an express analysis tool for estimating the climate system response to arbitrary radiation perturbation caused by natural and anthropogenic aerosols as well as radiatively-active gases including greenhouse gases.